SUR DES MODIFICATIONS APPORTÉES AU MODÈLE CEQUEAU. RÉFLEXIONS SUR LA VARIABILITÉ SPATIALE

A. PINHEIRO[1]., B. CAUSSADE[1]

RÉSUMÉ

Le modèle hydrologique Cequeau est un modèle conceptuel déterministe distribué. Il est basé sur le découpage du bassin versant en carreaux entiers (pour la fonction de production), eux-mêmes étant divisés en carreaux partiels (pour la fonction de transfert). C'est un modèle à 28 paramètres, extrêmement sensible à la valeur de ceux liés aux échanges avec l'atmosphère (évapotranspiration). Dans ce travail, on présente l'application du modèle à différents bassins situés dans le sud-ouest de la France. Les tailles des bassins sont comprises entre 4,4 hectares et 4 140 kilomètres carrés, certains présentent de fortes hétérogénéités spatiales, comme par exemple l'existence de karstification. Pour rendre la modélisation plus réaliste, deux modifications ont été introduites :

- possibilité de variabilité spatiale des paramètres de transfert dans le sol ;
- introduction de l'équation de PHILIP pour décrire le phénomène d'infiltration (dans ce cas, la sorptivité est calculée en fonction de la teneur d'eau dans le réservoir sol). Des exemples montrent l'intérêt des modifications proposées et permettent de faire quelques considérations sur le changement d'échelle spatiale.

[1]INPT - ENSEEIHT - Institut de Mécanique de Fluides de Toulouse
URA au CNRS D 0005 - Allée du Professeur Camille Soula - 31400 Toulouse
Tél : 61 28 58 02 - Fax : 61 28 58 99.

INTRODUCTION

Cequeau est un modèle hydrologique qui a été développé à l'Institut National de la Recherche Scientifique - INRS-Eau à Québec, Canada. Il consiste en un modèle conceptuel distribué qui prend en compte les caractéristiques physiques du bassin versant ainsi que leurs variabilités spatio-temporelles, comme par exemple le taux d'imperméabilisation des sous-bassins, les coefficients de transfert entre sous-bassins et le coefficient de percolation de la zone non-saturée vers la zone saturée du sol. On retrouve des descriptions plus complètes du modèle dans les travaux de GIRARD *et al* (1972), MORIN *et al* (1981) et MORIN et COUILLARD (1990).

Le modèle est basé sur le découpage du bassin versant en un ensemble de surfaces élémentaires. Dans un premier temps, le bassin est découpé en éléments de forme carrée et de dimensions à peu près semblables, appelés carreaux entiers (figure 1). Il est admis sur chaque carreau entier une valeur moyenne de chaque caractère physique représentative de l'homogénéité de la surface élémentaire du bassin, et cette valeur moyenne se conservant dans le fractionnement du carreau. Le deuxième découpage définissant des carreaux partiels prend en compte le sens des écoulements de l'eau sur le bassin versant.

Le modèle comporte un ensemble de procédures de calcul relatives aux opérations de transformation sur les espaces élémentaires et au transfert entre ces espaces élémentaires (fonction de production et fonction de transfert). La première, concerne l'écoulement vertical de l'eau dont les principaux phénomènes sont la pluie, la fonte de neige, l'évapotranspiration et l'infiltration. Elle est calculée au niveau du carreau entier. La fonction de transfert rend compte des transformations subies dans le carreau partiel, spécialement par suite de l'effet d'amortissement et de réduction dû aux lacs, par les apports provenant des carreaux amonts et par les apports du carreau partiel lui-même.

Le modèle Cequeau est un modèle à 28 paramètres. La phase de la fonte de neige est régie par sept paramètres et le cycle hydrologique, représenté par les réservoirs sol-nappe-lacs, est décrit par treize paramètres. Trois paramètres peuvent être variables d'un carreau entier à l'autre : CIN (coefficient de percolation du réservoir sol vers le réservoir nappe), TRI (fraction de surface imperméable) et EXKT (paramètre d'ajustement des coefficients de transfert d'un carreau partial à l'autre).

Le modèle Cequeau considère que la pluie plus la fonte de neige, au jour *t*, sont immédiatement disponibles pour alimenter le réservoir sol. Ceci veut dire que toute l'eau tombant sur le bassin a suivi un processus d'infiltration. En fonction de la capacité maximale du réservoir sol, une partie de l'eau peut être considérée comme étant le ruissellement pur. Toutefois, cette partie de calcul des écoulements est faite après la soustraction de la quantité d'eau prise par percolation.

Ainsi, il est à noter que le modèle ne privilégie pas le ruissellement. Pour le cas auquel on s'intéresse, le ruissellement constitue un élément essentiel. Il est surtout important à cause du phénomène d'érosion et de transport de solutés à la surface.

C'est pourquoi, on a introduit une fonction de partage de l'eau disponible à la surface, de façon à faire la part entre l'eau qui ruisselle et l'eau qui s'infiltre. Pour cela on utilise l'équation de PHILIP pour décrire le taux d'infiltration à chaque pas de temps. Dans ce cas, le ruissellement a lieu quand le taux d'infiltration est inférieur à la quantité d'eau disponible (Plufon). Celui-ci est égal la différence entre Plufon et la quantité infiltrée.

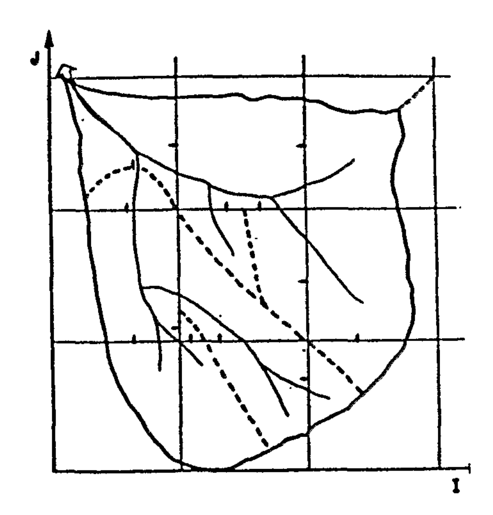


Figure 1 :
Découpage du bassin versant (D'après MORIN *et* COUILLARD, *1990).*

ÉQUATION DE PHILIP

PHILIP (1969) a résolu l'équation de Richard pour des conditions initiales et aux limites moins restrictives, en supposant que les caractéristiques du sol sont variables avec la teneur en eau et en employant une transformation de Boltzmann. Le taux d'infiltration à l'instant *t* est obtenu par :

$$I = \frac{1}{2} s t^{-1/2} + A$$

où *s* est la sorptivité, qui représente la capacité d'un sol à absorber l'eau lorsque l'écoulement se produit sous l'effet d'un gradient de potentiel de pression uniquement.

Lorsque t tend vers l'infini, le taux d'infiltration tend asymptotiquement vers sa valeur finale A. En général, la valeur de A est égale à la conductivité hydraulique à la saturation. Musy et Soutter (1991) proposent de déterminer la sorptivité en fonction de l'humidité du sol comme :

$$s = s_0\left(1 - \frac{\theta_t}{\theta_s}\right)$$

où

— s_0 valeur standard de la sorptivité correspondant à une infiltration maximale sur un sol sec (tableau 1) ;
— θ_t humidité du sol à l'instant t ;
— θ_s humidité de saturation du sol.

Tableau 1
Valeurs des paramètres de l'équation de Philip (Musy et Soutter, 1991)

Type de sol	Sorptivité S_0 (cm/s$^{1/2}$)	A (cm/s)
Sable fin	7.2x-10^{-2}	3.5x10^{-4}
Limon	4.9x10^{-2}	6.2x10^{-5}
Argile 6.	3x10^{-3}	1.7x10^{-6}
Tourbe	2.5x10^{-2}	2.2x10^{-6}

L'introduction de l'équation de Philip (1969) pour le calcul de l'infiltration ajoute deux paramètres au modèle Cequeau : la sorptivité s_0 et le paramètre A. La sorptivité est calculée à chaque pas de temps. Pour cela, le paramètre HSOL devient la capacité du réservoir sol à saturation.

Écoulements dans le karst

Dans le bassin de la Charente, les débits des rivières la Tardoire, le Bandiat et la Bonnieure sont fortement influencés par l'existence du karst au niveau de La Rochefoucault. Les pertes se font dans la Tardoire, en aval de Montbron et dans le Bandiat, en aval de Feuillade. Par contre, l'eau de la source se trouvant à Foulpogne vient du réseau karstique de La Rochefoucauld dans lequel s'infiltrent les pertes de ces rivières (Rouiller, 1977) en plus des quantités d'eau infiltrées dans la zone karstique.

Dans le modèle Cequeau on a introduit l'influence du réseau karstique en prenant en compte des pertes subies par les rivières, la propagation et le stockage d'eau dans le karst. Pour ce qui concerne les pertes en rivière, on considère que

celles-ci sont fonction du débit de la rivière (Tardoire en aval de Montbron ou Bandiat en aval de Feuillade) et du débit de la source. Ainsi on décrit les pertes subies par les rivières, par une équation du type :

$$Qp = Qr\, e^{-\alpha(Qr+Qs)}$$

où

— Qp débit des pertes de la rivière vers le karst ;
— Qr débit de la rivière ;
— Qs débit de la source ;
— α paramètre.

Pour la propagation de l'eau dans le système karstique on utilise la méthode du réservoir linéaire simple et le stockage d'eau dans le réservoir karst est calculé en appliquant le principe de conservation de la masse.

PARAMÈTRES DU MODÈLE

Dans un bassin versant, quelle que soit sa taille, on rencontre de très fortes hétérogénéités physiques, liées surtout à la géologie et à la pédologie, lesquelles sont assez difficiles à décrire à travers des paramètres moyens. On cite comme exemples, la karstification dans le bassin de la Charente, ou les poches sableuses dans le bassin d'Auradé. Dans ce cas, on a pris, en plus des paramètres déjà considérés dans Cequeau original, tous les coefficients de vidange variables dans les réservoirs sol et nappe ainsi que le paramètre HINF qui représente le début du phénomène de percolation du réservoir sol vers le réservoir nappe.

APPLICATION

L'application du modèle est faite sur des bassins de différentes tailles, situés dans le sud-ouest de la France (figure 2). Ce sont le champ expérimental de Poucharramet, les bassins représentatifs d'Auradé et du Ruiné et bassins de la Charente et de la Save :

— champ expérimental de Poucharramet : il fait partie de la ferme pilote de l'Ensat. Il est divisé en quatre parcelles indépendantes, avec un système de drainage situé à une profondeur de 80 à 100 centimètres. La pente moyenne est de 5,7 ‰ et 13,5 ‰. La superficie totale est de 4,6 hectares et la distance entre les drains est de 10 et 25 mètres. GUIRESSE (1989) a montré l'existence de différences pédologiques entre les parcelles, qui entraînent des comportements hydrodynamiques différents dans le sol et a mesuré une conductivité horizontale à l'horizon B_{tg} de 2 m/j pour la parcelle 4 et de 1 m/j pour la parcelle 1 ;

— bassin versant d'Auradé : le bassin versant d'Auradé est situé dans le grand bassin de la Save, avec une superficie de 322 hectares, où 93 % de l'occupation est agricole. Le bassin est divisé en trois sous-bassins, appelés sous-bassin 4 (110 ha), sous-bassin 5 (93 ha) et bassin 1 (322 ha). Des études menées par PAEGELOW (1991) ont montré que le drainage du sous-bassin 5 est constamment au-dessous de la moyenne du bassin entier. Cela pourrait être dû à la présence d'importantes lentilles sableuses dans ce sous-bassin. Les eaux stockées seraient alors libérées au fur et à mesure, alimentant d'une part le ruisseau, d'autre part l'évapotranspiration ;

— bassin versant du Ruiné : le bassin du Ruiné, d'une superficie de 547 hectares, est situé dans le grand bassin de la Charente. L'occupation du sol est essentiellement rurale et les pratiques agricoles variées sont représentatives de celles du bassin de la Charente. Il est aussi à noter qu'une étude géologique du site, réalisée par le BRGM, a montré l'isolement hydraulique du bassin ;

— bassin de la Charente : le bassin de la Charente a une superficie de 10 000 km^2, néanmoins on s'intéresse à la partie amont jusqu'à la station d'Angoulême-Fleurac, qui a une superficie de drainage de 4 140 km^2. Il a une large dominante rurale, l'urbanisation et l'industrie y étant peu développées. Dans ce sous-bassin on rencontre le système karstique de La Rochefoucauld. Il produit par conséquent un transfert d'eau d'un bassin versant à l'autre ;

— bassin versant de la Save : la Save est un affluent en rive gauche de la Garonne. Son bassin versant a une superficie de 1 130 km^2. La rivière est alimentée en amont par le canal de réalimentation de la Neste et fournit beaucoup d'eau pour l'irrigation. Ainsi l'eau de la rivière Save est assez artificielle. On peut avoir une idée de la complexité du système, en observant les hydrogrammes enregistrés à Lombez et à Larra.

Les données utilisées dans ce travail ont été fournies par différents organismes. Les données climatologiques (pluie et température) ont été obtenues auprès de la Météorologie nationale, excepté pour le bassin du Ruiné où la pluie est mesurée par le Cemagref-Bordeaux. Les débits sont fournis par l'École Nationale Supérieure d'Agronomie de Toulouse (Poucharramet), la Grande Paroise SA (Auradé), le Cemagref-Bordeaux (Ruiné), la Compagnie d'Aménagement des Coteaux de Gascogne (Save) et l'Agence de l'Eau Adour-Garonne, extraits de la Banque Hydro du Ministère de l'Environnement (Charente).

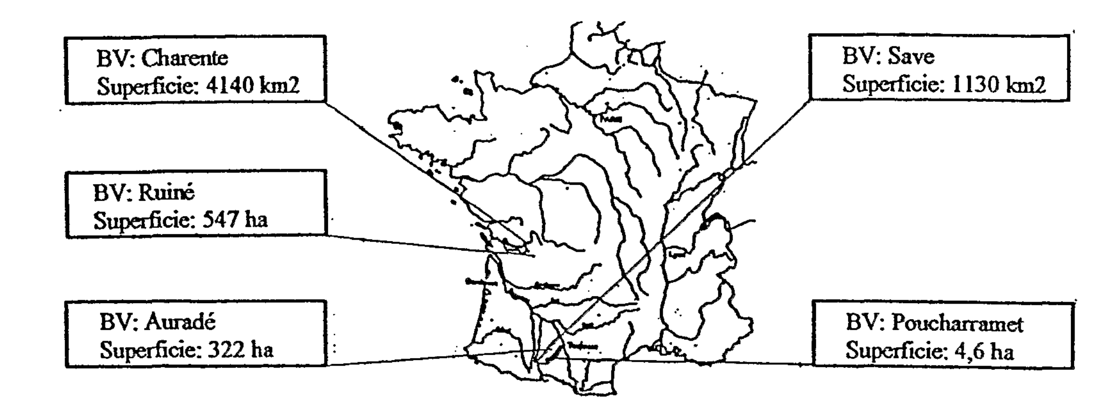


Figure 2 :
Localisation des bassins versants étudiés.

Analyse des résultats et discussions

En ce qui concerne des modifications apportées au modèle Cequeau, nous rappelons qu'elles ont été faites pour répondre aux situations rencontrées dans les bassins étudiés :

— la présence de karstification ;

— l'hétérogénéité spatiale des paramètres liés au transfert dans le sol.

En effet, il a été observé que les comportements hydrodynamiques des parcelles du site expérimental de Poucharramet étaient différents, ceci étant dû à la présence de profils pédologiques très contrastés. Le sous-bassin 5 du site d'Auradé présente un débit spécifique inférieur au reste du bassin.

La solution préconisée, qui consiste à introduire dans Cequeau des paramètres de vidange variables d'un carreau entier à l'autre, améliore sensiblement les résultats de simulation.

En effet, on observe sur le site d'Auradé, une réduction des écoulements dans le sous-bassin 5 obtenue par une diminution de la valeur des coefficients de vidange. Ainsi, les excédents d'eau (emmagasinés dans les réservoirs fictifs)

favorisent les pertes par évapotranspiration, ce qui paraît plus conforme à la réalité de terrain. Un effet similaire a été obtenu sur la Save, pour le sous-bassin compris entre les stations de Larra (aval) et de Lombez (amont).

Pour ce qui concerne l'équation de PHILIP, introduite pour faire, de façon effective, la part au niveau de la pluie entre la quantité d'eau qui sera disponible pour le ruissellement et la quantité d'eau qui participera à l'évapotranspiration et à l'infiltration, il est nécessaire de procéder à un nouveau calage des paramètres de transfert dans le sol (vidange et percolation). Il est clair que cette modification entraîne une réduction de l'alimentation du réservoir sol, en accord avec l'observation *in situ*.

On constate, sur les figures 3 et 4 relatives à Auradé et à la Charente, qui montrent les résultats obtenus avec et sans l'introduction de l'équation de PHILIP une nette amélioration au niveau des débits de pointe et sur la phase de décrue. On rappelle que la station d'Angoulême subit l'effet de l'influence d'un réseau karstique.

Les applications que nous venons de présenter nous amènent aux remarques suivantes :

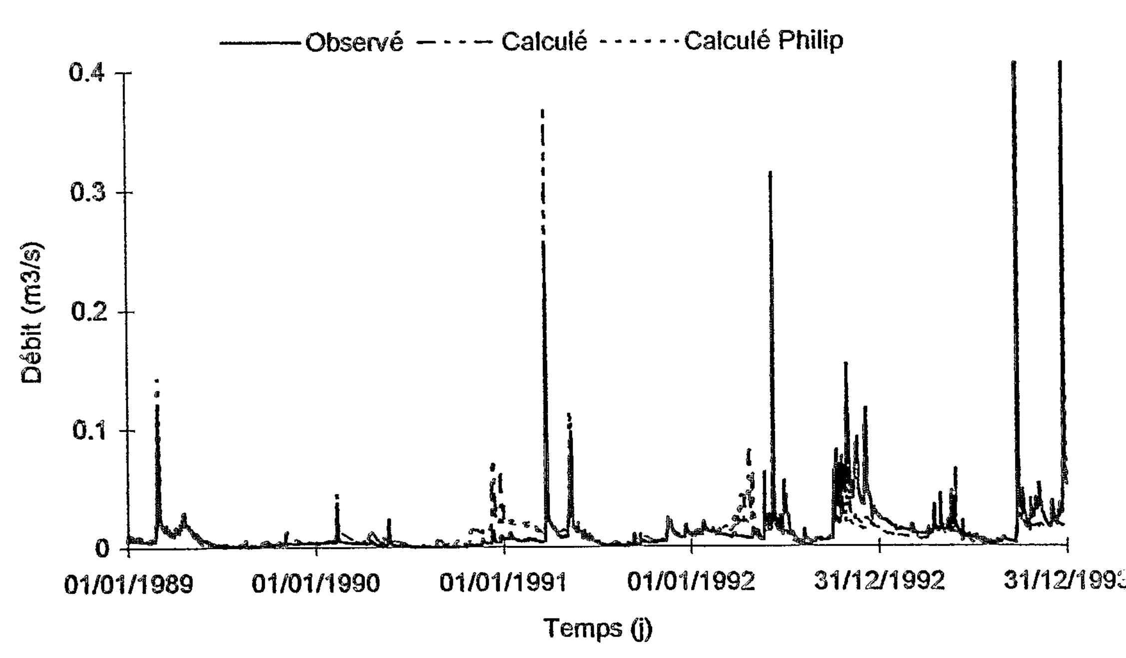


Figure 3 :
Hydrogrammes observés et calculés au sous-bassin 1 (BV Auradé).

— le temps de réponse d'un bassin versant est contrôlé, au niveau du modèle, par le temps de concentration ; variable qui conditionne le transfert d'un carreau partiel à l'autre. Or le pas de temps de calcul est fixé à 1 jour pour tous les bassins, afin d'être en accord avec les bases de données, ce qui ne permet pas de prendre en compte l'occurrence de phénomènes relativement rapides de l'ordre de l'heure ou de la minute, à l'échelle de petits bassins ou des parcelles, comme cela peut être observé à Poucharramet. Pour pallier cet inconvénient, le modélisateur est amené à ajuster les paramètres de percolation, ce qui revient à favoriser un emmagasinement plus important dans le réservoir nappe. En contrepartie, ceci se traduit par des valeurs des paramètres de vidange plus élevés dans les petits bassins ;

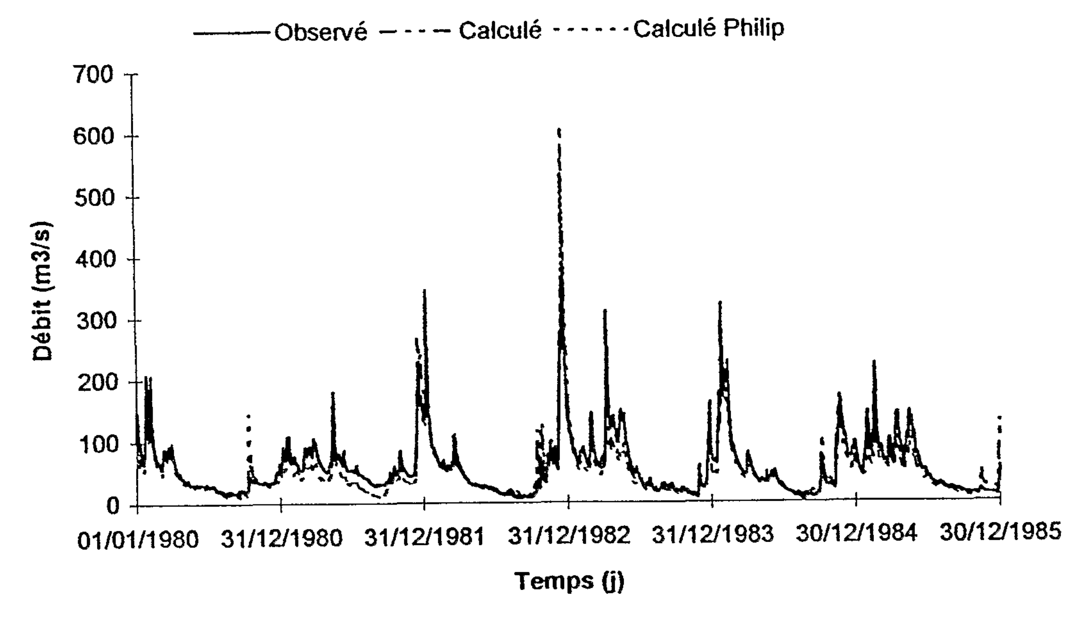


Figure 4 :
Hydrogrammes observés et calculés à Angoulême (BV Charente).

— tous les bassins étudiés montrent une très forte sensibilité aux pertes par évapotranspiration. La maîtrise des paramètres correspondants est donc fortement liée à l'échelle de représentation spatiale, mais aussi à la parfaite connaissance de la couverture végétale et à son comportement au cours des saisons et même au cours de la journée. Ce qui suppose des bases de données complètes mais aussi des pas de temps de calculs adaptés ;

— les hétérogénéités spatiales rencontrées dans les bassins ne peuvent être raisonnablement prises en compte dans le modèle que si le découpage spatial en carreaux entiers est suffisamment fin. On observe, par exemple au niveau de la Charente, qu'un nombre de carreaux entiers trop faible ne permet pas de représenter correctement le système karstique, (ceci est dû au fait que la fonction de production du modèle est résolue au niveau de chaque carreau entier). Ainsi, les débits simulés à Coulgens, dans la zone karstique, sont inférieurs aux débits observés alors qu'à Foulpogne, à la source, les résultats sont inversés.

C'est un truisme d'observer qu'un modèle conceptuel, même spatialisé comme Cequeau, donne de bons résultats sur des grands bassins à cause de l'effet d'intégration spatiale et temporelle et qu'*a contrario* il donne des résultats médiocres sur de petits bassins car il est incapable de prendre en compte l'effet local des hétérogénéités spatiales et des brusques variations temporelles sur les transfert hydriques. En d'autres termes, plus la superficie du bassin est petite plus le modèle doit être *raffiné* et les données nombreuses, et *vice versa.*

Les modifications apportées au modèle Cequeau, et notamment l'introduction de l'équation de PHILIP, montrent qu'une des voies pour l'amélioration des résultats des simulations réside dans une meilleure prise en compte de la physique des transferts, aussi bien au niveau de la zone saturée qu'au niveau de la zone non saturée, mais aussi au niveau de l'interface atmosphère-sol.

L'introduction de variables d'échelle est aussi une alternative intéressante à exploiter. En effet, ces facteurs d'échelle qui relient les caractéristiques d'un système à un autre et qui traduisent la connaissance que l'on a des paramètres physiques qui influent sur le cycle de l'eau, permettent aussi de limiter les temps de calcul. D'ailleurs, l'utilisation pratique des facteurs d'échelle dans les sciences des sols a été introduite par TILLOTSON et NIELSEN (1984). En hydrologie ils ont été utilisés dans l'étude de l'infiltration au niveau de bassins versant, voir pour cela SHARMA *et al.* (1980).

L'utilisation de facteurs d'échelle pour étudier le mouvement de l'eau dans le sol s'appuie sur la théorie de milieux semblables qui postule que la propriété hydraulique d'un sol est déterminée par la géométrie de l'espace des pores et par les propriétés physiques de l'eau. Ce qui veut dire qui cette théorie n'est applicable qu'aux écoulements dans les milieux poreux ayant une géométrie présentant de grandes similitudes.

On voit donc tout l'intérêt de nos bases de données obtenues dans des bassins versants de taille très contrastée et présentant des profils géologiques et pédologiques assez semblables. Dans ce cas une échelle de longueur caractéristique de l'espace des pores pour paramétrer l'écoulement de l'eau dans les sols, sans tenir compte de leur géométrie, pourrait être déduite, soit de la conductivité hydraulique du sol saturé comme le suggèrent YOUNGS et PRICE (1981), soit d'une analyse basée sur la théorie des fractales.

REMERCIEMENTS

Nous remercions le Conseil Régional Midi-Pyrénées pour son soutien financier et l'Institut National de Recherche Scientifique de l'Université du Québec (INRS-Eau) pour l'autorisation d'utiliser le modèle Cequeau.

BIBLIOGRAPHIE

GIRARD G., MORIN G., CHARBONNEAU R., 1972. Modèle précipitation-débits à discrétisation spatiale. *Cahier Orstom, série hydrologie*, vol IX, n°4, 35-52.

GUIRESSE A. M., 1989. Drainage en sols de Boulbènes : relation entre les caractéristiques morphologiques et les propriétés hydrodynamiques des sols. Thèse de doctorat de l'Institut National de Polytechnique de Toulouse, 177 p + annexes.

MORIN G., FORTIN J.P., LARDEAU J.P., SOCHANSKA W., PAQUETTE S., 1981. Modèle Cequeau : manuel d'utilisation. INRS-Eau rapport scientifique n°. 93, 449 p.

MORIN G., COUILLARD D., 1990. Predicting river temperature with a hydrological model. Encyclopedia of fluid mechanics, surface and groundwater flow phenomena, Gulf Pub. Co., Texas, 10, 171-209.

MUSY A., SOUTTER M, 1991. Physique du sol, Collection Gérer l'Environnement. Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne.

PAEGELOW M., 1991. Système d'information géographique et gestion de l'environnement : application à l'étude des sols et de la pollution par les nitrates d'origine agricole en bassin versant expérimental. Thèse de doctorat, de l'Université de Toulouse le Mirail, Toulouse, 156 p + annexes.

PHILLIP, J.P., 1969. Theory of infiltration, in Chow, V.T., (ed) Advances in Hydroscience. New York, Academic Press, v. 5, 215-296.

SHARMA M.C., GANDER G.A., HUNT C.G., 1980. Spatial variability of infiltration in a watershed. *J. Hydrol.*, 45, 101-122.

TILLOTSON P.M., NIELSEN D.R., 1984. Scale factors in soil science. Soil *Sci. Soc. Am. J.*, 48, 953-959.

YOUNGS E.G., PRICE R.I., 1981. Scaling of infiltration behavior in dissimilar porous materials. *Water Resourc. Res.*, 17, 1065-1070.